

Министерство науки и высшего образования
Российской Федерации
федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Т.И. Прокофьева

**МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ
ПО ДИСЦИПЛИНЕ «ГЕОФИЗИКА»**

Санкт-Петербург
РГГМУ
2020

УДК 550.3(072.8)
ББК 2620я73
П78

Ответственный редактор: А.Н. Павлов, д-р геол.-мин. наук, профессор, РГГМУ

Прокофьева Т.И. Методические указания по дисциплине «Геофизика». – СПб: РГГМУ, 2020 – 20 с.

Методические указания содержат краткие пояснения по основным разделам дисциплины «Геофизика», которая является дисциплиной по выбору для студентов, обучающихся по направлению 05.03.06 – Экология и природопользование. Профиль – экологические проблемы больших городов, промышленных зон и полярных областей. «Геофизика» относится также к вариативной части обязательных дисциплин для направления 03.03.02 – Физика. Освоение дисциплины дает возможность получить представление об основных задачах, решаемых геофизикой, сформировать представление о реальных возможностях геофизических методов при изучении строения и состава геосфер.

Предназначены для студентов очной и заочной форм обучения.

© Т. И. Прокофьева, 2020
© Российский государственный гидрометеорологический университет, 2020

ПРЕДИСЛОВИЕ

Дисциплина «Геофизика» является одной из специальных дисциплин, изучение которой позволяет студентам сформировать целостное представление о физических полях Земли, создает основу для эффективной научной и практической деятельности в области использования геофизической информации в геоэкологических исследованиях.

Целью дисциплины является подготовка бакалавров по направлениям экология и природопользование и физика, обладающих теоретическими и методическими знаниями, необходимыми для интерпретации данных о характеристиках геофизических полей с целью оценки текущего и прогнозного состояния экосистем.

Студент должен владеть достаточным объемом информации о возможностях геофизических методов, применяемых при исследованиях всех геосфер, что предполагает наличие глубоких знаний об их строении, составе и свойствах.

УКАЗАНИЯ ПО РАЗДЕЛАМ

Введение

Освоение дисциплины начинается с изучения предмета и содержания геофизики, основных ее задач, теоретического и практического значения, связи с другими естественными науками. Основное внимание надо уделять значению геофизических методов в решении проблем, связанных с охраной и рациональным использованием природных ресурсов.

Строение, физические свойства и модели Земли

При изучении дисциплины "Геология" студенты познакомились со строением внутренних зон Земли.

"Геофизика" широко использует геологические знания, дополняя их сведениям о свойствах глубинных недр Земли, недоступных для непосредственного изучения. Информацию о таких свойствах как плотность, упругость вещества Земли и давление в ее внутренних оболочках возможно получить лишь на основе теоретического анализа данных экспериментальных геофизических исследований. Необходимость в указанной информации диктуется тем, что природные процессы, проявляющиеся в верхней части земной коры и представляющие наибольший интерес, в частности, для геоэкологов, связаны с процессами, протекающими в глубинных зонах Земли, с особенностями строения земной коры и являются зачастую отражением этих глубинных процессов.

При изучении сложных объектов, к которым относится Земля, вся имеющаяся информация об их строении и свойствах согласуется и объединяется в виде неких моделей этих объектов. В геофизике под моделью Земли понимают разрез планеты, на котором показано, как меняются с глубиной такие ее параметры как плотность, давление, температура, электропроводность и др.

Простейшей моделью Земли является однородная модель: $\rho = \rho(r) = \bar{\rho} = 5,52 \text{ г/см}^3$. Значение $\bar{\rho}$ – средняя плотность Земли; r – радиус сферы. Для такой Земли ускорение силы тяжести изменяется по линейному закону, уменьшаясь от своего максимального значения на поверхности до нуля в центре, а давление растет по квадратичному закону от нуля на поверхности до $1,73 \cdot 10^5$ Па в центре. В реальной Земле имеется заметная концентрация массы к центру. В результате ускорение силы тяжести в реальной Земле спадает заметно слабее, чем в однородной модели, а давление нарастает сильнее и принимает в центре примерно в два раза большее значение – $3,6 \cdot 10^5$ Па.

Более детальные модели внутреннего строения Земли, использующие всю геофизическую информацию, называют реальными моделями. К таким моделям относятся, прежде всего, распределения плотности (ρ) и давления (p) по глубине (l). Дело в том, что функции $\rho(l)$ и $p(l)$ являются исходными для определения многих других параметров Земли. Так, например, зная $\rho(l)$, можно рассчитать распределение упругих модулей в Земле (K – модуль сжатия и μ – модуль сдвига) по скоростям сейсмических волн v_p (скорость продольных волн) и v_s (скорость поперечных волн). Если известны $\rho(l)$ и $p(l)$, то известно и уравнение состояния земного вещества: $p = p(\rho)$.

Наращение давления в недрах Земли происходит по гидростатическому закону: приращение давления Δp при увеличении глубины Δl равно массе вещества этого слоя, приходящегося на единицу площади. Детальное распределение плотности в недрах Земли было определено в 1923 г. американскими геофизиками Адамсом и Вильямсом, которые получили уравнение, связывающее нарастание плотности с глубиной с такими геофизическими параметрами как скорости продольных и поперечных сейсмических волн и модуль сжатия.

Плотность реальной Земли не является непрерывной функцией глубины. Из сейсмологии известно, что свойства вещества земных недр меняются скачкообразно. Самыми "сильными" геофизическими границами являются границы коры и мантии и мантии и ядра Земли. Существуют и несколько более "слабых" границ внутри земной коры и мантии. Эти особенности функции $\rho(l)$ в детальных моделях Земли учитываются путем привлечения некоторых дополнительных условий, среди которых важнейшими являются два: распределение плотности должно удовлетворять значению полной массы Земли и значению

ее среднего момента инерции. Обе последние величины определены в гравиметрии. В результате распределение плотности в Земле известно в настоящее время с точностью до (1 – 2) %, выяснена и детальная структура верхней мантии Земли (этот вопрос рассматривался при изучении дисциплины "Геология").

Современные модели Земли разделяют на оптимальные и стандартные. Под оптимальной моделью понимают модель, наилучшим образом удовлетворяющую всем имеющимся данным о Земле. Стандартная модель должна также соответствовать данным наблюдений, но и еще быть достаточно простой, чтобы ее использовать в повседневной геофизической практике. Построение таких моделей является основной задачей геофизики. Наибольший интерес здесь представляют модели, учитывающие различия в глубинном строении океанов и континентов, которые прослеживаются до глубины в несколько сотен километров.

Среди ряда магнитных свойств вещества Земли геофизиков интересуют, прежде всего, магнитная восприимчивость (χ) и остаточная намагниченность (\bar{J}_n). Магнитная восприимчивость характеризует способность породы намагничиваться под действием внешнего магнитного поля, в результате чего она приобретает индуцированную намагниченность (J_i). Остаточная намагниченность характеризует способность воздействовать на магнитную стрелку независимо от того, находится ли в данный момент порода во внешнем магнитном поле или нет.

По величине магнитной восприимчивости все минералы делятся на три группы: диамагнитные, которых сравнительно немного (гипс, кварц, кальцит, галит и некоторые другие); парамагнитные (большинство минералов) и ферромагнитные, которых немного, но роль

их в формировании магнитных свойств горных пород исключительно велика. К ферромагнетикам относятся магнетит, титаномагнетит, гематит, пирротин. От содержания в породе последних зависят магнитные свойства горных пород, которые весьма непостоянны. Обычно осадочные породы менее магнитны, чем магматические. Магматические породы характеризуются возрастанием магнитности от кислых к ультраосновным. Интрузивные породы более магнитны, чем их эффузивные аналоги. Метаморфические породы характеризуются самым большим разнообразием магнитных свойств.

Определение χ и \bar{J}_n производится по специально отобраным образцам горных пород, которые должны быть типичны для данной горной породы. Кроме того, образцы должны быть ориентированными для определения направления вектора J_n .

Информация о магнитных свойствах горных пород применяется в магниторазведке и палеомагнетизме.

Среди электрических свойств горных пород наибольший интерес для геофизиков представляют удельная электропроводность σ и удельное электрическое сопротивление $\rho_3 = 1/\sigma$. По значениям ρ_3 все природные вещества подразделяют на проводники ($\rho_3 = 10^{-4} \dots 10^{-1}$ Ом·м), полупроводники ($\rho_3 = 10^{-1} \dots 10^6$ Ом·м) и диэлектрики ($\rho_3 > 10^6$ Ом·м). Одни и те же горные породы в зависимости от температуры, влажности, наличия в порах нефти, газа и некоторых других факторов могут проявлять себя либо как проводники, либо как диэлектрики. Электрическая проводимость горных пород может быть электронной, ионной и смешанной.

Электропроводность земных недр определяется по затуханию геомагнитных вариаций, которые возбуждаются солнечной активностью в верхних слоях земной атмосферы.

Таким образом геофизики получили распределение $\sigma(l)$ до глубины 1000 км. Распределение электропроводности в нижней мантии удалось определить с помощью методов физики твердого тела и физики высоких давлений, исходя из значений температуры и давления, характерных для той или иной глубины.

Приближенные оценки ρ_z для земной коры, мантии и ядра Земли дают следующие результаты: осадочный слой – (1 – 100) Ом·м; кристаллические породы на глубине (40 – 120) км – 5000 Ом·м; на глубине (120 – 160) км – 2000 Ом·м; на глубине (600 – 900) км – 2 Ом·м; в ядре – ($11 \cdot 10^{-5}$ – $22 \cdot 10^{-4}$) Ом·м.

К тепловым характеристикам горных пород, которые влияют на их тепловое состояние, и определяют способность передавать тепло, относятся теплоемкость, теплопроводность и температуропроводность.

Теплоемкость (c) соответствует количеству тепла, которое затрачивается для нагревания 1 кг или 1 м³ вещества на 1 К. Размерность c в первом случае [Дж/кг·К], во втором – Дж/м³·К. Среди природных веществ самую большую теплоемкость имеет вода – $4,19 \cdot 10^6$ Дж/м³·К (при 20 °С). Теплоемкость горных пород зависит от их минерального состава и влажности. Теплоемкость минералов изменяется в пределах (1,46 – 2,72) 10^6 Дж/м³·К. Теплоемкость воздуха – 150,72 Дж/м³·К. Таким образом, теплоемкость пористых пород (глина, песок, торф и пр.) зависит, главным образом, от соотношения в них воды и воздуха.

Теплопроводность (λ) характеризует количество теплоты, проходящей за время τ через сечение s слоя толщиной z в направлении, перпендикулярном к s , при вертикальном градиенте температур 1 К/м. Размерность λ – [Вт/м·К]. Теплопроводность зависит от пористости пород,

влажности, сложения, температуры. Для воды $\lambda = 0,586$ Вт/м·К; для сухого песка $\lambda = 0,30$ Вт/м·К, для влажного $-\lambda = 2,25$ Вт/м·К; для каменной соли $\lambda = 7,2$ Вт/м·К. Теплопроводность воды больше теплопроводности воздуха примерно в 28 раз. Теплопроводность кристаллических пород, как правило, несколько выше, чем осадочных.

Температуропроводность (k_t) – это отношение λ к c . Она характеризует скорость выравнивания температуры по направлению теплового потока. Размерность k_t – [м²/с]. Значение k_t горных пород обычно больше, чем k_t воды.

Природные и техногенные физические поля Земли

Программой предусмотрено изучение основных физических полей Земли: гравитационного, электромагнитного и поля температур земных недр. Для геоэкологов большое значение имеет изучение природных и техногенных геофизических полей с точки зрения их влияния на формирование, динамику и характер взаимодействия экосистем.

Тепловое поле Земли неоднородно в различных внутренних оболочках. Под влиянием прихода солнечной радиации в земной коре в пределах так называемой гелиотермической зоны формируются слои суточных и годовых колебаний температуры. Закономерности теплового режима и теплопередачи в этой зоне зависят в значительной степени от водно-тепловых свойств горных пород и описываются законами Фурье.

В геотермической зоне температура постоянна во времени и меняется с глубиной в соответствии с геотермическим градиентом, значения которого определяются распределением внутренних источников тепла. Среди последних выделяют тепло радиоактивного распада, имеющее наибольшее значение для верхней

оболочки Земли – земной коры. Для термического режима более глубоких зон наибольшее значение имеет тепло, выделяющееся в процессе гравитационной дифференциации вещества Земли.

По данным градиентных геотермических измерений рассчитывают тепловой поток из земных недр q , который в среднем для всей Земли составляет величину $0,063 \text{ Вт/м}^2$. Наблюдаются существенные отличия в характере пространственной вариации величины q для континентов и океанов. В пределах континентов $q_{max}/q_{min} = 1 \div 3$, для океанов $q_{max}/q_{min} = 6 \div 81$, что свидетельствует о значительной тектонической активности океанов.

С тепловым загрязнением поверхностных и подземных вод, верхних слоев земной коры связано формирование техногенных тепловых полей. Тепловые аномалии наиболее заметно проявляются в зонах функционирования предприятий горнодобывающей, химической, целлюлозно-бумажной промышленности и тепловых и атомных электростанций.

Гравитационное поле Земли (ГПЗ) – это силовое поле, обусловленное притяжением Земли (F), центробежной силой (I) и силой притяжения со стороны небесных тел (F'). Как любое физическое поле ГПЗ характеризуется напряженностью (g) – силой, с которой оно действует на единичную массу или ускорением, которое получает единичная масса под ее действием, и потенциальной функцией (U). Физический смысл потенциальной функции состоит в том, что она характеризует работу, производимую действующей силой при перемещении единичной массы из ∞ , где $U(\infty) = 0$, в данную точку.

При изучении ГПЗ принято выделять из потенциала главную часть, соответствующую "идеальной" Земле сравнения, имеющей простую форму уровенной поверхности (эллипсоид вращения или уровенный

эллипсоид – геоид). В каждой точке поверхности геоида g перпендикулярно этой поверхности, а $U = const$, т.е. это эквипотенциальная поверхность. Гравитационное поле такой Земли – нормальное поле. Для него получен ряд формул, описывающих характер изменения g в зависимости от широты места и от расстояния от поверхности Земли вверх до высоты 4 – 5 км и вглубь до центра Земли.

Для реальной Земли величина g зависит сложным образом от ее фигуры и распределения плотности внутри Земли. Поэтому знание ГПЗ позволяет определять ее фигуру, внутреннее строение, используется при решении практических задач геодезии. Измеряемыми элементами ГПЗ являются g (1-ая производная потенциала U) и 2-ая производная U , представляющая собой градиент ускорения свободного падения. Наибольшее значение имеет $\partial^2 U / \partial z^2$, т.е. вертикальный градиент g .

При исследованиях ГПЗ из полного значения g выделяют часть g_n , соответствующую нормальному полю, их разность называют аномалией ускорения свободного падения на уровне поверхности g_a . Существующие карты значений g_a показывают сложный характер их распределения по поверхности Земли, обусловленный особенностями строения литосферы в различных частях Земли.

Завершается изучение ГПЗ вопросом, связанным с приливо-отливными движениями, которые происходят во всех геосферах под влиянием сил притяжения Луны и Солнца. Необходимо уяснить механизм образования приливов и отливов в гидросфере, атмосфере и литосфере и их геофизические следствия.

Возмущение гравитационного поля происходит под влиянием Луны и планет Солнечной системы, движений вещества мантии и ядра Земли. Среди техногенных причин

изменения g можно выделить строительство крупных водохранилищ, добычу полезных ископаемых.

Изучение *электромагнитного поля Земли* (ЭМПЗ) следует начинать с рассмотрения основных характеристик электрических свойств различных веществ и факторов, определяющих электропроводность всех геосфер. При изучении электрической составляющей ЭМПЗ выделяют *электротеллурические поля* регионального и локального масштабов. Первые – это нестационарные поля, связанные с процессами, происходящими в ионосфере, на границе атмосферы и литосферы и на контактах горных пород с различными свойствами. Несколько токовых систем, охватывающих весь земной шар, характеризуются средней плотностью тока в "спокойные" периоды, равной 2 А/км^2 . Ей соответствуют значения напряженности E , различные для континентов и Мирового океана ($E_k = 2 \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$, $E_{mo} = 0,4 \cdot 10^{-6} \text{ В/м}$). Направление вектора E постоянно меняется и зависит от широты. В полярных и экваториальных широтах преобладает широтная составляющая E , в умеренных – меридиональная. В целом напряженность электрических токов регионального масштаба увеличивается от низких широт к высоким, испытывая суточные и годовые вариации во времени.

Причиной локальных полей являются контактные напряжения, возникающие при соприкосновении горных пород, водных потоков, водоносных пластов друг с другом и между собой в случаях, когда они характеризуются резко различными свойствами (плотность, температура, агрегатное состояние, химический состав). Выделяют локальные поля рудных объектов (E достигает нескольких В/м), речные поля ($E = 8 - 140 \text{ мВ/м}$ – на контакте речной поток – русло, $E = 10 - 20 \text{ мВ/м}$ – при фильтрации воды через поверхность русла), поля горного рельефа ($E = 0,3 -$

1,0 В/м). Локальные поля контактов горных пород являются стационарными.

Магнитное поле Земли (МПЗ) – составная часть ЭМПЗ. Изучение МПЗ следует начинать с уяснения основных понятий (магнитные силовые линии и их ход, магнитный центр и магнитная ось, геомагнитные и магнитные полюса), которые связаны с представлением МПЗ как поля геоцентрического магнитного диполя. Измеряемыми элементами МПЗ (их называют элементами земного магнетизма) являются силовые характеристики (полный вектор напряженности – H_m , вертикальная – Z и горизонтальная – H его составляющие) и угловые (склонение – D и наклонение – I). Необходимо знать, как изменяются ЭЗМ в пространстве и времени, что представляют собой карты изогон, изоклин и изодин, пределы и закономерности пространственно-временных изменений ЭЗМ.

В итоге изучения данного раздела программы студент должен иметь ясное представление о структуре МПЗ, в частности, о нормальных его составляющих (дипольной, материковой и внешней) и аномальных (региональной и локальной), а также об источниках этих полей.

Геофизические методы в геологии

Применение геофизических методов в геологии облегчает, уточняет решение многих геологических задач, а в ряде случаев является единственно возможным путем их решения. Геофизические методы или геофизические разведки основаны на изучении физических полей Земли, как естественных, так и техногенных. Выделяют гравиразведку, сейсморазведку, магниторазведку и электроразведку. Прежде чем перейти к рассмотрению

каждого из методов разведочной геофизики, необходимо уяснить основные ее положения, общие для всех методов, на которых базируется возможность их применения при изучении геологической среды.

Решение любой геологической задачи сводится к выделению того или иного объекта среди вмещающей среды, изучению состава и формы объекта, его структурных и возрастных взаимоотношений с вмещающими геологическими образованиями. При решении подобных задач геофизическими методами используется отличие объекта от вмещающей среды по физическим свойствам (по плотности, магнитным, электрическим, упругим). Если объект со свойствами, отличными от свойств вмещающей среды, находится в физическом поле, то вокруг него будет наблюдаться перераспределение поля. Нарушения в распределении физических полей, связанные с наличием геологических объектов, называют геофизическими аномалиями. В связи с появлением понятия геофизическая аномалия требуется установить и понятие о нормальном поле. Нормальным полем называют такое физическое поле, которое отмечалось бы в данной точке пространства, если бы не существовало объекта, создающего эту аномалию. Вопрос о выборе нормального поля – это отдельная сложная задача геофизики, о решении которой шла речь в предыдущем разделе.

При геофизических исследованиях решение геологической задачи начинают с решения физической задачи. Изучают распределение физического поля в пространстве и из наблюдаемого поля выделяют аномалии. Затем осуществляют геологическое объяснение наблюдаемого физического поля и выделенных аномалий и таким образом выделяют возмущающие объекты и их свойства.

Геофизические методы используют при поиске и разведке полезных ископаемых, при изучении глубинного строения Земли, при геологическом картировании, при решении задач инженерной геологии, экологической гидрогеологии и геологии. В последнем случае объектами исследования являются компоненты геологической среды, находящиеся под воздействием техногенных факторов.

Для изучения распределения физических полей в пространстве используют различные приборы. Одни приборы позволяют записывать непрерывные графики изменения поля при перемещении в пространстве всего прибора. Другие – имеют перемещающийся приемный блок (датчик), сигналы от которого поступают на неподвижную регистрирующую установку и записываются либо в виде отдельных значений измеряемой величины, либо в виде непрерывного графика. Третьи – дают возможность определять значение измеряемой величины только в пункте наблюдения.

При решении каждой конкретной задачи распределение физического поля в пространстве необходимо изучить с такой степенью детальности, чтобы аномалии были выделены с достаточной полнотой. Здесь необходим ответ на методический вопрос о густоте и расположении сети наблюдений, который определяется решаемой задачей.

Результаты измерений характеристик физических полей представляются, в основном, либо в виде графика изменения физической величины вдоль линии наблюдения, либо в виде плана изолиний.

Далее изучаются отдельные геофизические методы.

В гравиразведке используется естественное поле силы тяжести. Изучая распределение поля силы тяжести, выделяют нарушения в его нормальном распределении – гравитационные аномалии, связанные с геофизическими

объектами, отличающимися по плотности от вмещающей их среды. При проведении гравитационной съемки измеряют либо силу тяжести, либо вторые производные гравитационного потенциала. Измеренные величины сравнивают с нормальными вычисленными значениями. Прежде чем вычислять аномалии в наблюдаемые значения характеристик гравитационного поля вводят поправки: поправку за высоту точки наблюдения (поправка Фая), поправку за промежуточный слой (поправка Буге) и поправку за рельеф.

Для изучения гравитационного поля в гравиразведке используют приборы трех типов: маятниковые приборы, пружинные гравиметры и гравитационные вариометры, основной частью которых являются крутильные весы.

Гравиразведка используется при тектоническом районировании, при решении структурно-геологических задач и при поиске и разведке полезных ископаемых.

Сейсмология – это наука, предметом изучения которой являются естественные поля распространения упругих волн, возникающие при землетрясениях. В сейсморазведке используются поля распространения упругих волн, создаваемые специальным взрывом, ударом, вибровоздействием или генератором упругих колебаний. При изучении данного раздела дисциплины необходимо уяснить такие понятия как фронт волны, изохрона, луч, годограф.

Среди методов сейсморазведки выделяют: метод преломленных волн (МПВ), метод отраженных волн (МОВ), корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), на котором базируется способ глубинного сейсмозондирования земной коры (ГСЗ) и вибровоздействие. При использовании любого из перечисленных методов задачей геофизиков является определение времени пробега упругой волны (прямой,

преломленной, отраженной, объемной или поверхностной и пр. в зависимости от применяемого метода) от точки взрыва до ряда точек на профиле и построение по этим данным годографов. Для записи времени прихода упругой волны к одной точке профиля используется регистрирующее устройство – сейсмический канал, который состоит из сейсмоприемника, усилителя с фильтрами и гальванометра. Результатом полевых сейсмических работ является сейсмограмма, на которой фиксируются момент взрыва, отметки времени прихода различных волн к сейсмоприемнику.

Основной областью применения сейсморазведки является изучение глубинного строения Земли, расчленение земной коры на толщи с различными упругими свойствами, определение мощности отдельных слоев земной коры, выделение геологических структур.

Особым направлением сейсмологии является изучение сейсмической активности земной коры на основе анализа пространственного распределения очагов и интенсивности землетрясений. Сейсмичность верхних слоев Земли является своеобразной формой проявления тектонических процессов, связанной с ее глубинным строением. Изучение землетрясений обнаруживает самую тесную связь тектонических процессов с крупнейшими, структурными элементами земной коры – континентами и океанами, с тектонически активными областями в их пределах.

Изучение теплового режима Земли производится по данным тепловых съемок, которые наряду с гравиметрией и сейсмологией имеют важное значение для познания внутреннего строения и энергетики Земли. При проведении тепловых съемок измеряют температуру горных пород на разных глубинах для расчета температурного градиента и определения теплового потока, идущего из недр Земли к ее

поверхности. Последний, помимо температурного градиента, зависит от тепловых свойств горных пород. В число этих свойств входят теплоемкость (c), теплопроводность (λ) и температуропроводность (K_t).

К основным методам электроразведки земной коры относится группа так называемых методов постоянного тока. Наиболее частое применение находят методы сопротивлений: горизонтальное электропрофилирование (ГЭП – симметричное, комбинированное, дипольное, метод срединных градиентов) и вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ). При работе методом сопротивлений измеряют разность потенциалов (ΔV) и силу тока (I).

Все методы, входящие в группу ГЭП, основаны на определении величины удельного электрического сопротивления (ρ_e) объема пород в некотором направлении, называемом электропрофилем. Каждая установка, с помощью которой производятся измерения, имеет два или более электродов, часть из которых является питающими, другая – приемными. Перечисленные выше методы ГЭП отличаются друг от друга по числу и положению этих электродов.

Геологическое истолкование данных измерений заключается в выделении зон повышенных или пониженных значений ρ_e и в объяснении причин их возникновения. Применяют методы ГЭП при картировании коренных пород под четвертичными, для выявления направления трещиноватости или сланцеватости коренных пород, крутых контактов пород, различных по сопротивлению, для определения направления падения пород и т. д.

При работе методом ВЭЗ изучается изменение сопротивления пород по вертикали. Обычно используют четырехэлектродную установку, размеры которой все время

увеличивают, при этом точка наблюдений остается постоянной. Пропуская ток на все большую глубину, исследуют все более глубокие части разреза.

Помимо чисто геологических задач, метод ВЭЗ используют при определении вертикальных профилей влажности и засоления пород, при установлении ореола и степени загрязнения подземных вод. При этом основная проблема возникает при интерпретации данных измерений. Одним из возможных путей ее решения является построение карт типов кривых ВЭЗ, по которым выделяются площади с кривыми одного типа и, следовательно, однотипными геоэлектрическими разрезами.

В магниторазведке используется естественное магнитное поле Земли. Распределение нормального магнитного поля на поверхности Земли изображается на специальных картах отдельно для каждого элемента земного магнетизма, на определенный момент времени. При проведении магнитной съемки выделяют магнитные аномалии различных масштабов. Съемки не проводят в периоды магнитных бурь. Суточные вариации ЭЗМ наблюдают специально и исключают их влияние из показаний приборов при проведении магнитных съемок.

В практике магниторазведочных работ применяют магнитометры различных конструкций. Они дают возможность измерять такие ЭЗМ как приращение вертикальной Z и горизонтальной H составляющих напряженности магнитного поля и определять магнитные свойства веществ (магнитную восприимчивость χ и остаточную намагниченность J_n). Полученные в процессе магнитной съемки материалы сравнивают с соответствующими геологическими документами: картами, разрезами и пр. По результатам такого анализа выявляется

приуроченность магнитных аномалий к тем или иным геологическим объектам.

Одним из разделов магнитологии является палеомагнитология – наука о магнитном поле геологического прошлого Земли. Ее развитие стало возможным после появления приборов (магнитометров), способных измерять остаточную намагниченность горных пород. Основными достижениями палеомагнитологии, которые приходится на вторую половину XX в., являются: построение магнитной модели литосферы; обоснование основных положений новой глобальной тектоники.

Литература

1. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 415 с.
2. Орлёнок В.В. Основы геофизики. – Калининград, 2000. – 446 с.
3. Павлов А.Н. Геофизика. – С-Пб: изд. РГГМУ, 2010. – 442 с.
3. Соколов К.П. Геофизические методы разведки. Л.: Недра, 1968. – 464 с.
4. Чечкин С.А. Основы геофизики. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 288 с.

Содержание	Стр.
Предисловие	3
Указания по разделам	3
Введение	3
Строение, физические свойства и модели Земли	3
Природные и техногенные физические поля Земли.....	9
Геофизические методы в геологии	13
Литература	20